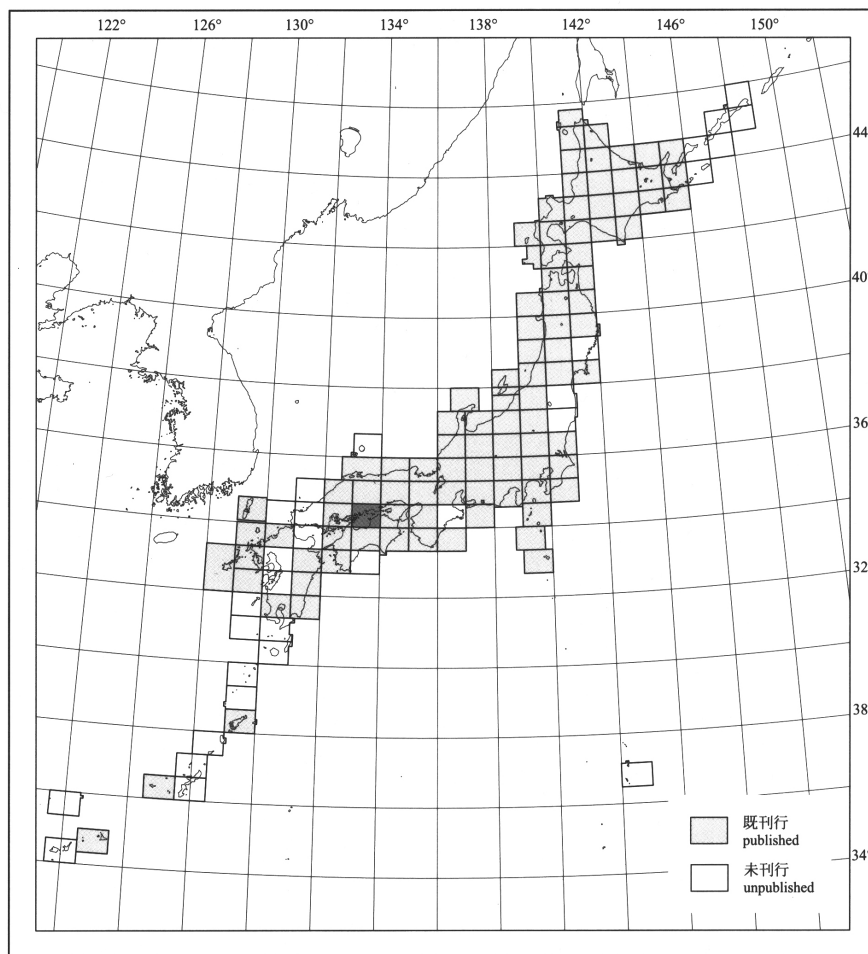


# 20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」

## GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, OKAYAMA AND MARUGAME

松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・  
駒澤正夫・広島俊男

Hirohisa MATSUURA, Chikao KURIMOTO, Fumio YOSHIDA, Yoshiki SAITO,  
Hiroshi MAKIMOTO, Seiichi TOSHIMITSU, Toshimitsu IWAYA,  
Masao KOMAZAWA and Toshio HIROSHIMA



平成 14 年

2002

産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

## 1. はじめに

20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」は、平成10-12年度に地質調査所（現地質調査総合センター）の所内指定研究「地質編さんの研究」の1テーマとして野外調査を含む編集が実施された。平成13年の産業技術総合研究所の発足に伴い、本研究は同研究所地球科学情報研究部門の研究課題「地質図の研究（地質編さん）」の1テーマとして引き継がれ、20万分の1地質図幅としてまとめられた。地質調査所による本図幅地域内の地質図幅は7万5千分の1地質図幅が1926-1936年に5枚出版されただけで、5万分の1地質図幅は1枚も出版されていない。編集に当たっては、文献欄に示した既存の文献資料、本研究による短期間の野外調査資料、及び著者らの手持ち資料を総合的に検討してまとめた。しかし5万分の1地形図にして16枚に相当する地域内には資料に乏しい地層や岩体があり、岩相の同定、分布範囲、年代根拠、層序対比が必ずしも明らかでないものも含んでいる。個々の問題点については3章地質の記述で触れた。また本報告では地層区分の累層は層に統一した。

本研究を進めるに当たって、瀧木輝一岡山大学名誉教授に領家変成岩類と深成岩類の区分についてご意見を頂いた。岡本和夫広島大学名誉教授には、中国山地の第三系について貴重なご意見をいただき、文献探しにご尽力いただいた。広島県教育委員会の金丸貴昌氏にも資料収集について大変お世話になった。倉敷芸術科学大学の妹尾 護教授には古第三紀串の山玄武岩と後期中新世芸予火山岩類についての資料を見せていただいた。岡山大学理学部鈴木茂之博士からは、同じく古第三紀堆積岩類に関するご教示を受けた。産業技術総合研究所地球科学情報研究部門の宇都浩三火山活動グループ長に世羅台地のアルカリ玄武岩について、また同研究所西地質調査連携研究体の寒川 旭、水野清秀両主任研究員から、四国地方の第四系と中国地方の古第三紀堆積岩類に関する本公表資料の提供を受けた。本研究に使用した岩石薄片は地質標本館の野神貴嗣・大和田朗・福田和幸、及び北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見の各氏によって作成された。

（松浦浩久・吉田史郎・牧本 博・栗本史雄・利光誠一・斎藤文紀・巖谷敏光）

## 2. 地 形

「岡山及丸亀」地域は瀬戸内海を挟んで山陽地方と四国北部を含み、岡山県、広島県、香川県、徳島県及び愛媛県にまたがる。

山陽地方は地形的に、北西部の標高500-600mの吉備高原と呼ばれるなだらかな山地、その南側の北東-南西ないし東北東-西南西方向の断層谷で仕切られた低い山地、及び海岸の沖積平野に区分できる。岡山平野など海岸の平野は沖積層よりも干拓地や埋立地などの人工地形の占める面積が広い。

四国北部の地形は北から海岸の沖積平野、丘陵地、阿讃山地（讃岐山脈）、及び吉野川（観音寺市周辺）に広がる。海岸平野は丸亀市一琴平町の讃岐平野がもっとも広く、観音寺市周辺と今治市周辺にも広がる。平野の背後の丘陵地は山麓が真砂化した花崗岩で、頂部に中新世火山岩類が分布する。五色台は中新世の安山岩溶岩の分布が広く、山頂が平坦な溶岩台地になっている。一方頂部の火山岩体が小さい飯野山（讃岐富士）では花崗岩の風化浸食が進み、円錐形の山体になっている。讃岐平野と後背地の花崗岩丘陵地の間には、比較的に広い中一低位段丘が発達している。阿讃山地は北と南を断層に挟まれて更新世以降に隆起した山地で、大川山などの1,000m級の山が東北東-西南西方向に伸張して香川県と徳島県の県境をなしている。吉野川の峡谷は活断層である中央構造線の断層谷で、和泉層群の急峻な山腹が落下した地滑り岩体が多数分布する。

瀬戸内海の島嶼はひょうたん形をした四国の2つのふくらみと本州の間に集中しており、両者の中間の燧灘には少ない。本図幅地域内にはこの島嶼の集中した部分をつないで、児島一坂出ルート（瀬戸中央自動車道）と尾道一今治ルート（西瀬戸自動車道）の2つの本州四国連絡橋が完成している。

（松浦浩久）

## 3. 地 質

### 3.1 概要

本図幅地域の古第三紀以前の地質は徳島県吉野川付近を通る中央構造線によって、それより北側の西南日本内帯と、南側の西南日本外帯に分けられる。

西南日本内帯の地質は帯状配列する先白亜系と白亜紀以降の地層・岩体に分けられる。先白亜系は北から南に向かって、舞鶴帯、超丹波帯、丹波帯の順に配列する。舞鶴帯はペルム紀の舞鶴層群・夜久野コンプレックスからなり、超丹波帯はペルム紀の堆積岩コンプレックス、丹波帯はジュラ紀の堆積岩コンプレックスからなる。白亜紀以降の地層・岩体は白亜紀前期稲倉層、白亜紀後期火成岩類、領家変成岩類、白亜紀後期和泉層群及び古第三系からなる。稲倉層は北部九州-山口県北西部の関門層群に対比される。白亜紀火成岩類は大規模火砕流堆積物を主とする安山岩一流紋岩質の火山岩類、斑れい岩から花崗岩までの深成岩類、及び花崗斑岩脈からなる。領家変成岩類はジュラ紀の堆積岩コンプレックスが白亜紀後期の深成活動に伴って変成したものと考えられている。和泉層群は中央構造線に沿ってできた細長い堆積盆を埋めた白亜紀後期カンパニアン海成層からなる。古第三系は礫岩を主とする堆積岩類とかんらん石玄武岩を含む。

本地域内で西南日本外帯に属するのは三波川帯で、中央構造線に接してこれと平行に分布する。三波川帯にはジュラ紀の堆積岩が白亜紀に低温高压型の変成作用を受けて形成された三波川結晶片岩類が分布している。

新第三紀以降の地質は海成中新統、中新世火山岩類、鮮新-更新統、及び沖積層に区分される。海成中新統は本図幅地域北部中央に備北層群と浪形層が分布する。中新世火山岩類は南東部に讃岐層群、北西部に世羅台地のアルカリ玄武岩類、南西部に芸予火山岩類の小岩体が散在している。鮮新-更新統は香川県の阿讃山地の北側に三豊層群、焼尾峠層群、段丘堆積物などが分布している。また吉野川に沿っても土柱層、段丘堆積物及び地すべり堆積物が小規模に点在している。沖積層は岡山平野や讃岐平野などの海岸沖積平野のほか、吉野川付近の中央構造線や山陽地方の古期断層に沿った直線的な谷を埋積して分布する。

（松浦浩久）

### 3.2 西南日本内帯の先新第三系

#### 3.2.1 舞鶴帯（舞鶴層群及び夜久野コンプレックス）

舞鶴帯は古生界（夜久野コンプレックス、舞鶴層群などのベルム系）及び三豊系から構成される京都府北部一兵庫県下において南北最大約20kmの東西に細長い地帯を占めており、その西方延長は本図幅地域を経て、広島・山口県境付近まで断続的に細長く分布している。舞鶴層群は、京都府北部一兵庫県下では、最下部層・下部層・中部層・上部層に区分され、最下部層は主に千枚岩質な泥質岩、下部層は玄武岩質火山岩層、主体をなす中部層・上部層は陸源碎屑岩から構成されている。中部層・上部層の泥岩からはペルム紀中-後期の放射虫化石を産出する。一方、夜久野コンプレックスは、舞鶴帯において、斑れい岩類を主体に超苦鉄質岩、強く破碎した花崗岩質岩石（舞鶴花崗岩）及び変成岩が密接に相伴って分布することから名付けられた（兵庫県、1961ほか）。その後、京都府北部に分布する夜久野コンプレックスの超苦鉄質岩・斑れい岩が舞鶴層群下部層に相当する玄武岩層と併せてオフィオライトと認定され（石渡、1978ほか）、新たな視点からの研究が進められている。

本図幅地域の舞鶴帯は、岡山県倉敷市から西へ井原市、広島県府中市、御調郡まで広がり、泥岩・砂岩・珪長質凝灰岩などの碎屑岩と玄武岩溶岩・火砕岩や斑れい岩、超苦鉄質岩等が分布する（秀、1963；長谷、1963；長谷ほか、1975など）。このうち、井原市東方の玄武岩類や斑れい岩類、超苦鉄質岩について、Koide (1986)、Koide *et al.* (1987b) は井原オフィオライトと呼び、岩石学的検討を行っている。本図幅地域の舞鶴帯は以上の岩石構成と層序・地質構造から、舞鶴層群中-下部層に相当する部分とその下位を占めるオフィオライトから構成されると判断される。しかし、これまでの研究では、玄武岩溶岩・火砕岩と斑れい岩類は変斑れい岩-変輝緑岩、緑色岩類などと一括表示されており、両者を明確に区分することは困難である。このため、本図幅幅で玄武岩類 (Mb) と斑れい岩類 (Mg) に区分して表示しているが、その認定の一部には不明確な部分が残る。

舞鶴帯に関する放射年代として、井原オフィオライトの玄武岩及び斑れい岩について281MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代 (Koide *et al.*, 1987b) が報告されている。このほか、東方延長に当たる京都府綾部市-福井県高浜町に分布する斑れい岩中の角閃石で241-275MaのK-Ar年代 (Shibata *et al.*, 1977)、夜久野オフィオライトの玄武岩及び斑れい岩で285MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代 (Koide *et al.*, 1987a) が得られている。これらの放射年代はペルム紀前期を示しており、夜久野コンプレックスの形成年代あるいは隆起年代に相当するとみなすことができる。

（牧本 博）

#### 3.2.2 超丹波帯

超丹波帯は舞鶴帯と丹波帯に挟まれた地質単元として提唱され (Caridroit *et al.*, 1985)、主としてペルム紀の堆積岩コンプレックスからなる。この堆積岩コンプレックスは片状構造の顕著な泥岩と剪断を受けた灰緑色砂岩から構成され、他に玄武岩やチャート、石灰岩を含む。本図幅地域では北東部に細粒砂岩がわずかに分布するのみであり、西方延長部は白亜紀花崗岩で限られている。北東方向への延長部分は高梁図幅では舞鶴層群の泥岩・砂岩とされた。しかし同図幅南東端の岩相は片状構造の認められる泥岩や緑色ないし灰緑色を呈する淘汰の悪い砂岩からなり、岩相の特徴から超丹波帯に属すると考えられる。化石による証拠はないが、緑色砂岩はベルム系水層と岩相の特徴が類似することから、本図幅では超丹波帯構成岩類の地質時代をペルム紀とした。

（栗本史雄）

#### 3.2.3 丹波帯

丹波帯の堆積岩コンプレックスは本図幅地域中央部に東北東-西南西方向の帯状に分布し、全体に北傾斜しており、超丹波帯あるいは舞鶴帯の構造的下位に位置する。丹波帯の地層群は岩相及び地質年代の異なる2組の地層群に区別され、シンフォームに分布する構造的上位の地層群はⅡ型地層群、アンチフォームに分布する構造的下位のものはⅠ型地層群と呼ばれた (石賀, 1983)。本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスがいずれの地層群に属するか不明であるが、超丹波帯あるいは舞鶴帯直下に位置することから、Ⅱ型地層群である可能性がある。本図幅地域の丹波帯の堆積岩コンプレックスは主として泥岩からなり、砂岩、チャート、玄武岩などの岩塊を含む混在岩の様相を呈することがある。

ほかに地質図上に表示できる規模の砂岩、砂岩泥岩互層や玄武岩、チャート、石灰岩が分布する。周囲に広く分布する深成岩類のため、広範囲で接触変成を受けている。化石の産出報告はないが、丹波帯の主たる形成時代を採用し、ジュラ紀とした。

(栗本史雄)

### 3.2.4 下部白亜系(関門層群稲倉層)

関門層群に相当する下部白亜系は岡山県井原市上稲木町周辺と広島県福山市山野町矢川—上原谷周辺の狭い範囲に分布する。上稲木町(旧稲倉村)周辺には砂岩・チャート・玄武岩・圧砕花崗岩など基盤の舞鶴帯由来の礫を含む礫岩、カイエド類・巻貝・二枚貝などの淡水動物化石を含む泥岩、及び凝灰岩からなる稲倉層が分布しており、関門層群に対比されている(赤木, 1930; 今村・楠見, 1951a)。

矢川には舞鶴帯の泥岩の上位に石灰岩の巨礫岩が分布している。この石灰岩礫岩は舞鶴帯の地層群の上位に秋吉帯の石灰岩が衝上したものと(矢川クリッペ)と考えられていた(今村・楠見, 1951b)。しかし早坂ほか(2000)によれば、石灰岩巨礫岩は再堆積物であり秋吉帯の石灰岩そのものではないこと、また下盤の舞鶴帯の地層群に対しては断層関係ではなく不整合関係で覆うことから石灰岩巨礫岩を関門層群に対比できる。

(松浦浩久)

### 3.2.5 白亜紀後期火成岩類

白亜紀後期火成岩類は西南日本内帯を特徴づける岩石の1つで、本図幅地域内には火山岩類、深成岩類及び岩脈を含む。

白亜紀後期火山岩類は先白亜系と白亜紀前期稲倉層を不整合に覆い、深成岩類に貫入されている。白亜紀後期火山岩類は下位の吉舎安山岩類と上位の高田流紋岩類に区分される(吉田, 1961)。吉舎安山岩類は変質した安山岩—デイサイト凝灰岩と溶岩から成り、本図幅地域北部から北隣の高梁図幅地域内広島県吉舎町周辺にかけて分布する。本図幅地域内では北西部広島県羅国戸張付近と福山市馬乗山周辺に高田流紋岩類に覆われてわずかに露出している。高田流紋岩類は白亜紀の大規模火砕流堆積物の一部で、大部分が流紋岩溶結凝灰岩からなり、部分的に凝灰岩や溶岩、淡水成堆積岩を挟むことがある。高田流紋岩類は本図幅地域岡山県倉敷市南部—井原市東部から広島県三原市北部—福山市南部にかけて径1-10kmの岩体が断続的に分布し、西方延長部は西隣広島図幅地域内広島県高田郡の模式地に至る。

白亜紀深成岩類は岩相の特徴から斑れい岩類、花崗岩類Ⅰ、花崗岩類Ⅱ、及び花崗岩類Ⅲに区分した。斑れい岩類は径1kmに満たない小岩体として愛媛県宮窪町梶島、香川県観音寺市上島、香川県詫間町粟島、岡山県笠岡市神島、及び灘崎町彦崎に分布する。斑れい岩類は中—粗粒のかんらん石ガブローライト、角閃石斑れい岩、斜長岩、コラント岩など多様な岩石からなる。梶島ではこれらの岩石が層状をなしており、個々の岩石組織にも沈積岩の特徴が認められる(吉村, 1940; 堀内, 1985)。沈積岩の組織は粟島の斑れい岩にも認められる(瀧木・浅見ほか, 1982)。円上島の斑れい岩には球状ノライトを含み、天然記念物に指定されている。彦崎の斑れい岩は中—細粒かんらん石単斜輝石斑れい岩からなる。

花崗岩類Ⅰは中—粗粒で有色鉱物と珪質鉱物が縞状に並んで顕著なフォリエーションがある。またレンズ状の暗色包有物(中—細粒閃緑岩)が母岩のフォリエーションと同じ方向に伸びている。愛媛県魚島では花崗岩類Ⅰが領家変成岩類(片麻岩)と接しているが、片麻岩にほとんど接触変成作用を与えていない(瀧木・横山ほか, 1982)。

花崗岩類Ⅱは弱いフォリエーションを持つものから塊状の岩相を示し、小型の暗色包有物を含む。花崗岩類Ⅱは花崗岩類Ⅰに対して貫入しているが、白亜紀火山岩類とは接触していないので前後関係は不明である。領家変成岩と接する部分では接触変成作用を与えている。花崗岩類Ⅱは中—粗粒岩相を示すものが多いが、愛媛県大島北部などでは細粒岩相を示すものがある。

花崗岩類Ⅲは塊状を示し、ほとんど暗色包有物が見られない。花崗岩類Ⅲは中—粗粒の岩相が広いが、花崗岩類Ⅱや高田流紋岩類に貫入接触している部分や地形的な高所には細粒岩相が分布することがある。また、花崗岩類Ⅲは内帯の中・古生界との接触部に銅やタングステンの鉱床を生じていることがある。

閃長岩類は本図幅地域の花崗岩類に伴って各地に点在しているが、一般に小規模なので、地質図には愛媛県岩城島船越の岩体のみを示した。岩城島の岩体は杉・久綱(1944)及びMurakami and Matsunaga(1966)によって、大部分が曹長石から成り、エジリン、ベクト石及び不明鉱物を含むが、花崗岩類に普通に含まれる石英を欠くことから閃長岩と記載された。不明鉱物はその後の研究によって新鉱物であることが分り、杉石と命名された(Murakami et al., 1976)。Murakami et al.(1983)は、この閃長岩から更に片山石を発見・記載した。

岩脈は広島県三原市付近に幅約1km、延長5kmに達する花崗斑岩が貫入するほか、地質図に示せない小規模な岩体为本図幅地域各地に分布している。

(松浦浩久)

### 3.2.6 領家変成岩類

本図幅地域内の領家変成岩類は白亜紀後期深成岩類の捕獲岩体や島に孤立した小岩体として散在しており、まとまった分布がないため変成度の変化を追う変成分帯はできない。しかし山口県岩国—柳井地域での研究成果から、黒雲母片岩と片麻岩の境界で、黒雲母片岩に特徴的なちりめんじわ劈開やちりめんじわ

褶曲が再結晶の進行に伴って消失することを利用して本図幅地域を含む瀬戸内海地域の黒雲母片岩と片麻岩の区別が示された(瀧木, 1995)。領家変成岩類の原岩は大部分が泥質ないし砂質岩であるが、愛媛県高井神島、魚島、香川県志々島、粟島、亀笠島には珪質岩が、志々島には凝灰岩や石灰質岩も分布している(瀧木・横山ほか, 1982; 瀧木・浅見ほか, 1982)。領家変成岩類の原岩はジュラ紀の堆積岩コンプレックスで、白亜紀火成活動に伴って変成したものと考えられている。

(松浦浩久)

### 3.2.7 上部白亜系(和泉層群)

阿讃山地西部の和泉層群は北緑線の城山層及び引田層、そして主部相の滝久保層及び堀田層からなる(Yamasaki, 1986)。堀田層は滝久保層に整合に重なるが、これら2層は城山層及び引田層とは同時異相関係にある(第1図)。城山層は基底礫岩—砂岩層で、基盤の白亜紀後期花崗岩類(Gr2)に不整合に重なるが、この不整合面は時間とともに東へ移動しているため、基底礫岩層である城山層は時間面に斜交しながら延々と東方へ続いて分布している。本層は花崗岩類や石英斑岩類の円—亜円礫岩が主体で、基質はアルコース質砂岩である。引田層は半遠洋性の泥岩からなり、アルコース質砂岩層を挟む。*Inoceramus balticus*の近似種(数種)、*Yaadia japonica*、*Grammatodon* sp.、*Crossostrea* sp.などの二枚貝化石の産出が知られている。これらの種からはカンパニアン前期—中期が示唆されるが、東方延長地域(徳島図幅など)ではマーストリヒチアンの化石も産出する。即ち、引田層も時間面に斜交しながら延々と東方へ続いて分布している。滝久保層と堀田層はタービダイト砂岩と頁岩の互層で、数100m-1,000mごとに砂岩優勢互層から泥岩優勢互層へと移行する。堆積サイクルを形成している(第2図)。砂岩中には、小礫—中礫を含むこともある。Yamasaki(1986)はこの堆積サイクルにより、下位の滝久保層と上位の堀田層に区分した。滝久保層は厚さ5,000m以上、堀田層は厚さ約12,000mに達する。滝久保層からは*Inoceramus balticus*の近似種や*Crossostrea* sp.などの二枚貝類のほか、*Baculites* sp.や*Metaplectenicerias subtilistriatum*などのアンモナイトの産出が知られ、カンパニアン後期を指示する。堀田層からも*Metaplectenicerias subtilistriatum*が産出し、徳島図幅地域内では*Baculites kotanii*、*Didymoceras* sp.なども知られている。これら両層を通じて、放散虫化石が豊富に産出し、本図幅中では*Amphiphyndax tylotus*群集帯が認識されている(山崎, 1987)。また、滝久保層及び堀田層の砂岩層からはコダイアマモ(*Archaeozostera*属)の産出が知られている(渡辺, 1982など)。

主部相には層厚数m以上の珪質凝灰岩を数枚挟み、北緑線の引田層にまで連続するものがあり、岩相境界を越えて同時面を示す鍵層として有効である。和泉層群は大局的には南部に褶曲軸をもつ大きな向斜構造を呈するが、南半部の大半は中央構造線に切られて現在は失われている。

(利光誠一)

### 3.2.8 古第三紀堆積岩類

古第三紀堆積岩類には、礫岩・砂岩・泥岩からなる井原市・笠岡市境界の女官層(多井, 1962)、福山市の福山層(今村ほか, 1965)、三原市仏通寺の高坂層(四藤, 1966)、尾道市の尾道礫層(竹山, 1933)、広島県世羅郡の甲立礫層(今村, 1953)、及び中国山地から瀬戸内海沿岸にかけて点在するいわゆる“山砂利層”を含めた。

ここで古第三紀堆積岩類としてまとめた地層は、ほとんどが礫からなるため対比の根拠となる化石などの年代決定のための資料に乏しく、近年までは漠然と礫岩主体の“山砂利層”とその相当層は鮮新—更新統に、福山層・高坂層・女官層などの砂岩や泥岩を伴う地層は中新統とされてきた。しかし最近、中新統とされてきた兵庫県の神戸層群や鮮新—更新統と考えられてきた岡山県の“山砂利層”から、古第三紀の始新世—漸新世に相当するK-Ar年代とフィッショントラック年代が次々と得られた(尾崎・松浦, 1988; 鈴木ほか, 1995; 鈴木, 1996など)。また、貝化石から瀬戸内中新統とされていた淡路島岩屋層からも、始新世を示す石灰質ナノプランクトン化石が報告された(山本ほか, 2000)。このように“山砂利層”だけでなく、瀬戸内島嶼から瀬戸内海沿岸、そして中国山地にかけて点在する従来の海成および陸成の瀬戸内中新統や鮮新—更新統については、年代や対比の根本的な見直しが必要となっている。

本図幅で尾道礫層や福山層など、点在する“山砂利層”や“中新統”を古第三紀堆積岩類として一括した理由は、1)調査した結果、礫組成、堆積相の側方変化、そして古流系に地域ごとにまとまった特徴がみられ、いくつかの異なる水系によって生み出された河川堆積物がその後の隆起侵食によって点在するようになったと解釈できること、2)井原市の女官層(多井, 1962)中の凝灰岩が $37.3 \pm 3.6$ Ma(地質図の測年試料位置1)、福山層のシルト質凝灰岩が $55.2 \pm 3.3$ Ma(地質図の測年試料位置2)のフィッショントラック年代を示す(第1表)ことによる。今後、福山層産の植物化石(今村・池田, 1972)の見直しを含め、これらの地層の年代や対比について更に研究する必要がある。

なお古第三紀堆積岩類を礫岩、砂岩及び礫岩、泥岩及び砂岩の3つに区分したが、これは岩相による区分であり、必ずしも全体の層序における上下関係を示すものではない。

(古田史郎)

### 3.2.9 串の山玄武岩

岡山県倉敷市連島町串の山には花崗岩中に玄武岩の岩頭が貫入している（赤木, 1927）。玄武岩岩頭はかんらん石玄武岩からなり、規模は東西 40m 南北 90m でごく小さい（沼野, 1990）。全岩 K-Ar 年代値は 43.4Ma（松浦・妹尾, 2000）で、山陽地方には稀な始新世の火山岩であることを示す。

（松浦浩久）

## 3.3 西南日本外帯（三波川帯）

三波川帯は、低温高圧型の変成帯であり、関東山地から九州佐賀半島まで東西約 800km に渡って広がる。三波川帯に分布する変成岩類は、主体をなす三波川結晶片岩類と、その南縁部に断続して分布する御荷鉾緑色岩類からなる。三波川結晶片岩類の原岩はジュラ紀後期（一部は白亜紀最前期?）の堆積岩コンプレックスであり、その変成年代は白亜紀前期の半ばから白亜紀後期とされている（Isozaki and Itaya, 1990；Takasu and Dallmeyer, 1990 など）。このうち、四国地域は南北方向の分布幅が 20km 以上と最も広く、露出条件のよいことや標高差が大きいことなどから古くから研究が進められている。

四国中央部の三波川結晶片岩類は、構成岩石の特徴から大きく構造的上位の別子ナップとその下位を占める大歩危ナップに区分され、放射年代からも、別子ナップは 85-94Ma、大歩危ナップは 70-77Ma の全岩 Ar/Ar plateau ages を示し、それぞれ 90-100Ma、約 75Ma に最高変成度で到達したとされる（Takasu and Dallmeyer, 1990）。本図幅地域の三波川結晶片岩類は、その大部分が別子ナップに属し、図幅南端部の吉野川が南北方向に流れている付近のごく一部が大歩危ナップとみなされる。また塩田（1985）は別子ナップ中のより小規模な地質構造について報告している。それによれば、吉野川沿いに分布する苦鉄質片岩を主体とする部分は軸面が南に倒れた背斜（辻おしかぶせ褶曲）をなし、更にその南翼部が切断され剪断帯（井内剪断帯）を形成しており、この剪断帯を挟んで北から南に衝するナップ（辻ナップ）として位置したとされている。

地質図には、泥質片岩と主要な苦鉄質片岩の分布を示したが、泥質片岩にはこのほか石英片岩及び砂質片岩を挟んでおり、超苦鉄質岩類を伴っている。また、一部を除いて、これらの結晶片岩はいずれも曹長石の径数 mm の点紋（斑状変晶）を含む点紋片岩である。

四国中央部の三波川結晶片岩類は、泥質岩における変成鉱物の出現をもとに、低変成度から高変成度に向かって緑泥石帯・ざくろ石帯・曹長石-黒雲母帯・灰曹長石-黒雲母帯の 4 帯に分帯される。本図幅地域の三波川結晶片岩類では、別子ナップの大部分（点紋片岩の部分）がざくろ石帯に、別子ナップのその他の部分（無点紋片岩）と大歩危ナップが緑泥石帯に属する。Enami et al. (1994) によれば、ざくろ石帯及び緑泥石帯の温度圧力条件はそれぞれ 440 ± 15°C、7.5-9kbar 及び < 360°C、5.5-6.5kbar と求められている。

（牧本 博）

## 3.4 中新統

### 3.4.1 浪形層及び備北層群

浪形層（竹山, 1931）は岡山県井原市北東部の堂西から山ノ上周辺の標高 200 数 10m 前後に分布し、礫岩・砂岩・石灰岩からなる海成層である。層厚は現在露出している部分は 20-30m であるが、水平に堆積したとすると標高差から約 120m に達すると推定される（森山ほか, 1994）。浪形層の年代もまだはっきりせず、漸新世-前期中新世前半の芦屋・日置層群に対比する見解（西本・糸魚川, 1977）、中新世前期末の備北層群下部に対比する見解（柴田・糸魚川, 1980）、始新世-前期中新世前半への対比を示唆する見解（瀬戸ほか, 2000）などがある。現時点では、産出化石の報告（Ozaki, 1956；糸魚川, 1983 など）から、備北層群などが属する第一瀬戸内累層群より下位に対比される可能性が強いと判断した。

備北層群は、中国山地の広島県神石郡三和町犬塚にごく狭く分布する。中礫一大礫の礫岩からなり、厚さは 20-30m である。

（吉田史郎）

### 3.4.2 中新世火山岩類

本図幅地域の中新世火山岩類は岩石学的特徴・年代・分布地域の違いによって、讃岐層群、世羅台地のアルカリ玄武岩類、及び芸予火山岩類の 3 つに区分される。

讃岐層群 Saito (1962) は四国北部の地質をまとめ、香川県北部に分布する中新世火山岩類を讃岐層群と命名した。讃岐層群は中新世中期に近畿地方から中部九州にかけて活動した瀬戸内火山岩類の一部で、本図幅地域内では香川県五色台など讃岐平野周辺と塩飽諸島の白亜紀花崗岩丘陵の頂部に分布している。氏家 (1970)、逸見ほか (1976)、Sato (1982a; 1982b) は五色台と周辺地域の地質図を示し、安山岩類の化学組成について報告した。Sato (1982b) は五色台地域の讃岐層群を流紋岩-デイサイト火砕岩・溶岩からなる下位の東奥層と、主として安山岩溶岩からなる上位の国分台層に区分した。東奥層及びその相当層は五色台-国分台周辺と観音寺市北方では流紋岩凝灰角礫岩などの火砕岩になっているが、両地域の間位置する我拝師山、香色山周辺にはデイサイト-流紋岩溶岩が厚く分布する（川畑・周藤, 2000）。また、香川県大原野町海老濱と愛媛県川之江市大谷山南方の 2ヶ所には、流紋岩と石英斑岩の岩脈が和泉層群に

貫入しており、東奥層に対比される。国分台層上部には隱微晶質で堅く緻密な岩石（サヌカイト）を含む。サヌカイトの一部は叩くと金属的な音を発するので、カンカン石と呼ばれる。佐柳島などでは国分台層相当層に玄武岩溶岩を含む。本地域内の讃岐層群国分台層及びその相当層の安山岩及び玄武岩溶岩について中新世中期に相当する 13.0-14.1Ma の全岩 K-Ar 年代値が報告され（Sato, 1982；内海ほか, 1989；角井・新正, 2000；Tatsumi et al., 2001）。本図幅地域を含む中四国地域の中新世中期火山岩類の層序・岩相・化学組成及び放射年代値は新正・角井 (2001) によって岩体別に簡潔に総括されている。

世羅台地のアルカリ玄武岩類 本図幅地域北西部の広島県世羅郡に点在するアルカリ玄武岩の小岩体群（鷹村, 1973）で、新山、男鹿山、女鹿山などの径 0.3-1km の小規模な円錐形孤立峰を形成する。本図幅地域内で測定された全岩 K-Ar 年代は中新世後期の 8-10Ma に集中している（宇都・岩森, 1987）。

芸予火山岩類 芸予火山岩類（妹尾・松浦, 2000）は中新世後期（8-9Ma）の高アルカリソライト玄武岩ないし安山岩で、瀬戸内火山岩類（讃岐層群）と中国山地のアルカリ玄武岩類とも異なる独立した火山岩類である。芸予火山岩類は西隣の広島図幅地域内の岡村島、大崎下島、上蒲刈島に分布することが知られていたが、妹尾・松浦 (2002) により本図幅地域内の愛媛県大三島南海岸にも中新世後期安山岩岩脈が新たに確認された。

（松浦浩久）

## 3.5 鮮新-更新統

### 3.5.1 三豊層群

香川県西部三豊郡山本町から財田町に付近に分布する未固結の地層は、Parastegodon sugiyamai TOKUNAGA や (Tokunaga, 1938)、Metasequoia の植物遺体（三木, 1948）を産し、Nyssa, Liquidambar 等の花粉を産出することから甲藤・中村 (1954) はこの地層の時代を上部鮮新統とした。斎藤・中山 (1954) はこの地層を三豊層群と命名し、山本町河内付近に分布する灰色から青灰色の粘土層と砂層を主体とする河内層と、それを覆うアルコース質砂層からなる財田層に区分した。更に Saito (1962) は香川県と愛媛県に分布する鮮新統をまとめて三豊層群とし、山本町に分布する地層を河内層に統一した。また三豊層群は、大阪層群最下部に対比され、象化石の分帯であるスギヤマゾウ帯の模式地とされた（市原・亀井, 1970；亀井・瀬戸口, 1970）。

香川県西部から中部に分布する三豊層群については、その後、古市・坂東 (1974)、古市ほか (1977)、古市 (1981; 1982; 1984) によって層序と年代が再検討され、三豊層群はメタセコイア消滅期の花粉を産することから大阪層群下部に対比された。また挟有する火山灰の古地磁気とフィッシュトラック年代から鮮新-更新統（斎藤, 1982；1984）とされ、三豊層に含有する火山灰の広域対比から山本町河内に分布する三豊層群は、下部更新統に対比されている（水野, 1992；2001）。一方、スギヤマゾウは、アカシゾウ、アケボノゾウと近縁もしくは同種とされ、スギヤマゾウ帯は更新世前期のアカシゾウ帯に含められた（亀井ほか, 1988）。以上のように研究の初期には三豊層群は鮮新統と考えられていたが、現在では一部が鮮新統に及ぶ可能性を残すが、主に下部更新統に対比される。一方三豊層群の最上部については、模式地とされた山本町河内の北側の豊中町で更新世中期に対比される地層が報告されている（水野, 1987；2001）。

地質図では三豊層群を下位から、財田層、河内層、大谷池層、高瀬層（新称）に区分した。

財田層は、琴南町焼尾から、満濃町、仲南町、財田町、山本町、栗井町を経由して、大野原町の阿讃山地北麓に帯状に分布する。本層は主に和泉層群の礫からなり、結晶片岩礫、アルコース質砂礫を含む砂礫層である。地層面はほぼ水平で緩く北から北西に傾斜する。層厚は最大で 70m。メタセコイア消滅期の花粉を産するが、財田層の最上部の火山灰層から 2.5Ma のフィッシュトラック年代が報告されている（斎藤, 1984）。本報告の財田層は、Sangawa (1978) の Saiga gravel、古市 (1981) の菅谷礫層、古市 (1982) の財田礫層、古市 (1984) の江畑砂礫層と猪尾礫層、植木・満塩 (1998) の財田層に相当する。本層の模式地は植木・満塩 (1998) により財田町長野の丘陵とされている。三豊郡豊浜町で行われたボーリングでは沖積層の下に本層の延長部の伏在が確認されている（村下・野間, 1963）。

河内層は、香川県中部から西部の阿讃山地北側の丘陵に分布する未固結の泥・砂層で、山本町河内を模式地とする。層厚は、約 150m。地層面はほぼ水平で北西に緩く 1-3° 傾斜する。観音寺市栗井町竹成から山本町河内に伸びる北落ちの竹成断層に沿っては N70E 方向に 30-60° に急傾斜した河内層が分布し、断層の南側では下部のアルコース質砂層を主体とし、北側では火山灰を多く挟在する上部の粘土質から砂質の堆積物が分布する。山本町河内以外では、河内層は花崗岩類を不整合に覆う層厚 5-15m のアルコース質砂層からなり粘土や細礫を含み淘汰が悪い。山本町神田では数枚の火山灰層を挟在している。河内層は、斎藤・中山 (1954) が命名し、層序的に財田層の下位にあるとしたが、財田層とは同時異相からやや上位に位置すると考えられる（第 3 図）。河内層は古市 (1981) の砂岩超層と粘土シルト超層、植木・満塩 (1998) の山本層と“アーコースからなる礫層”を合わせたものに相当する。山本町河内と財田町入樋の河内層から、Parastegodon sugiyamai TOKUNAGA が報告されている（Tokunaga, 1938；古市ほか, 1977）。なお山本町神田からは、palaeoloxodon naumanni (Makiyama) が産出しているが、その層準は不明である（古市ほか, 1977）。メタセコイア化石を産する更新世前期の地層は、丸亀平野下（古市, 1980）、三豊平野下（斎藤ほか,

地質時代	アンモナイト化石帯	大型化石相	北縁相	主部相
カンパニアン後期	<i>Metaplocenticeras subtilistriatum</i>	<i>Metaplocenticeras subtilistriatum</i>	城山層 (礫岩・砂岩相)	堀田層
		<i>Crassostrea</i> sp. <i>Baculites</i> sp. <i>Inoceramsu</i> aff. <i>balticus</i> <i>Inoceramus</i> aff. <i>balticus toyajoanus</i>		滝久保層

層序区分は Yamasaki (1986) に、アンモナイト化石帯は Morozumi (1985) に、大型化石相は 田代ほか (1993) にもとづく。

第1図 阿讃山地西部における上部白亜系和泉層群の化石帯と層序区分及び対比



第2図 和泉層群の砂岩頁岩互層 (香川県三豊郡財田町猪ノ鼻砕石場)

第1表 古第三紀堆積岩類のフィッシュトラック年代測定結果

番号	試料産地 (地層名)	試料岩石	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 $\rho_s$ (cm <sup>-2</sup> )	Ns (個)	誘発核分裂飛跡 $\rho_i$ (cm <sup>-2</sup> )	Ni (個)	$\chi^2$ 検定 P(%)	相関係数 r	熱中性子線量 $\rho_d$ (cm <sup>-2</sup> )	Nd (個)	ウラン濃度 (ppm)	年代値 (Ma)
1	岡山県井原市蛸村峠 (女官層)	凝灰岩	12	3.62x10 <sup>6</sup>	247	2.97x10 <sup>6</sup>	203	88	0.857	8.261x10 <sup>4</sup>	2538	290	37.3 ± 3.6
2	広島県福山市城北 (福山層)	シルト質凝灰岩	30	6.24x10 <sup>6</sup>	995	3.32x10 <sup>6</sup>	530	81	0.682	7.938x10 <sup>4</sup>	2032	330	55.2 ± 3.3

年代測定鉱物：ジルコン

年代測定：(株) 京都フィッシュトラック 檀原 徹 (1; KFT 990122-2760, 2; KFT 010609-3210)

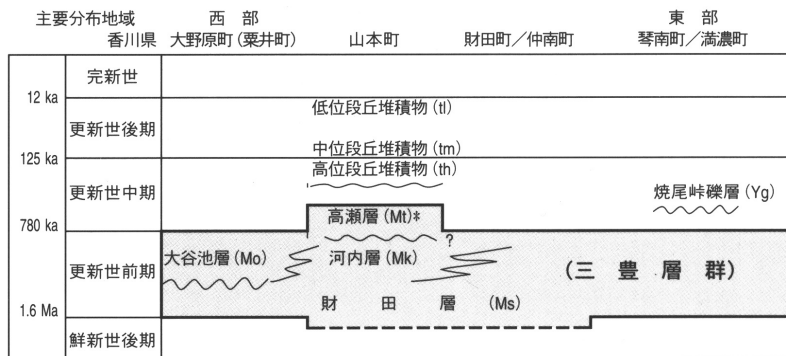
年代測定法：ED2  $\zeta = 372 \pm 5$

エッチング条件：KOH:NaOH=1:1 (mol) etchant, 225°C 21 hours (1) and 19 hours (2)

熱中性子線量測定法：NBS-SRM 612 glass + Mica

照射場所：立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚

本質結晶含有率 (推定)：5% (1), 60% (2)



\*高瀬層は、豊中町、高瀬町に主に分布する。

第3図 三豊層群の層序

平成14年3月20日印刷

平成14年3月22日発行

発行著作権所有・発行者

許可無く複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1  
TEL (0298)61-3601

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST©2002

1968a,b)で報告されており、瀬戸内海海底においても基盤の花崗岩を覆って三豊層群が報告されている(本座ほか、1970;坂東ほか、1978)。備讃瀬戸の三豊層群は少なくとも2枚の海成層を挟む更新世中期-後期の大槌島層により不整合に覆われている(坂東ほか、1978)。

大谷池層は、大野原町萩原から内野々の大谷池周辺に分布する和泉層群由来の礫と砂泥からなる礫層で、古市(1982)の大谷池礫層に相当する。植木・満塩(1998)は、同地域の礫層を焼尾層としたが、メタセコイアを産し、含有する火山灰が逆帯磁で1.2Maのフィッシュントラック年代が得られている(齋藤、1984)ことから、Saito(1962)、古市(1982)と同じく、三豊層群に含めた。下位の財田層とは不整合関係にあると推定されている(古市、1982;植木・満塩、1998)。河内層とは接触関係にないが、含有する火山灰の特徴や年代、花粉組成から更新世前期の同時期の堆積物と推定される。

高瀬層(新称)は、豊中町上高野から高瀬町に分布する未固結の泥・砂層で、模式地は三豊郡豊中町上高野の丘陵地帯とする。地層面はほぼ水平で、上高野ではやや西西北西に緩く傾斜する。層厚は約20m。下位の河内層とは接触関係にない。含有する上高野火山灰層は、大阪層群の樺火山灰層に対比されており、約60万年前の更新世中期と推定される(水野、1987;1992;2001)。

(齋藤文記)

### 3.5.2 土柱層

土柱層(須領ほか、1965)は徳島県阿讃山地南麓に分布し、主に礫層からなる上部鮮新統一中部更新統である(水野、1987;1992)。阿讃山地に源を発する吉野川側流によって形成された扇状地堆積物と考えられており、山麓では和泉層群起源の礫からなるが、吉野川寄りでは和泉層群と三波川結晶片岩起源の礫が混在している。

(吉田史郎)

### 3.5.3 焼尾峠礫層

焼尾峠礫層は、琴南町焼尾を模式地とする和泉層群由来の礫と砂泥からなる礫層で、Saito(1962)により焼尾峠礫層と命名された。同様な層相を示す礫層が阿讃山地西部の北麓にも分布しており、本報告ではこれらを含めて焼尾峠礫層とする。三豊層群の大谷池層も同様の層相を示すが、メタセコイアを産することから中期更新世の焼尾峠礫層とは区別した。層厚は10-20m。

(齋藤文記)

### 3.5.4 段丘堆積物

四国では、阿讃山地北麓から讃岐平野にかけ、段丘が比較的良く発達している。多くは更新世中期末から後期にかけ、阿讃山地前面に発達した古い扇状地が隆起し開析されて形成された扇状地性段丘である。堆積物は厚さ数10mから数mの礫層からなり、まれに砂層や泥層を挟んでいる。段丘面は古い方から、高位面(H面)、中位面(M面)、低位面(L面)にまともて区分されている(寒川、1973;Sangawa、1978;四国地方土木地質図編纂委員会、1988など)。高位面と中位面には古赤土色が発達している。

吉野川流域では河岸段丘が良く発達し、おおきく高位・中位・低位段丘にまともられている(岡田、1970;1973;水野ほか、1993)。堆積物は厚さ数10m以下の礫層からなる。広域テフラとして、中位段丘から阿蘇4(Aso-4)が(森江ほか、2001)、低位段丘から始良Tn(AT)が(水野ほか、1993)報告されている。

一方、本図幅地域の瀬戸内海北岸から中国山地にかけては、顕著な段丘面は認められない。ただ古第三紀堆積岩類に属する福山層は、福山市街地や同市松永北方で台地地形を形成している。しかし段丘堆積物は観察できないので、この台地はおそらく浸食地形であろう。ちなみに、福山市市街地の北縁を走る福山衝上断層近傍において、段丘堆積物として報告された礫層(今村ほか、1967など)は、福山層を構成する網状河川成の礫層を誤認した可能性が高い。

(吉田史郎)

## 3.6 沖積層

沖積層は瀬戸内海沿岸では、それぞれの海岸平野臨海部地下に、厚さ10-30mの範囲で堆積している。一般にどこでも下位から砂礫層-礫層、泥層、砂-砂礫層の順に重なる。それぞれ最終氷期末の海退期、氷期後の縄文海進期、その後の海退期の堆積物である。

四国、香川県坂出市の臨海部地下の沖積層は厚さおよそ15mに達し、基盤最深部は-90mである。同じく丸亀市の臨海部地下の場合は、厚さ最大25m、基盤最深部は-140mである。鬼界アカホヤ(K-Ah)を挟む。観音寺市の臨海部地下の沖積層は、厚さ10-25mの範囲にあり、基盤上限は-140mの深さである。これら四国沿岸部の沖積層と基盤とのあいだには、いずれも三豊層群相当層と段丘相当層が存在している(栗原、1972;長谷川・斉藤、1989)。

中国地方の岡山市から倉敷市に伸びる岡山平野地下の沖積層は、厚さ10数m以下である。この下位には、四国同様に更新統やそれ以前の地層が厚く堆積している(今村・多井、1961)。

吉野川沿いでは、阿讃山地に起源を持つ吉野川側流が、本流に達する付近に扇状地堆積物が多く形成されている。礫・砂・泥からなり、鬼界アカホヤを挟む(水野ほか、1993)。

(吉田史郎)

## 3.7 埋立地及び干拓地

瀬戸内海臨海部には干拓地と埋立地が点在している。最も規模の大きい干拓地は、岡山平野前面と児島湾・水島灘の間に作られている。笠岡市の干拓地は、笠岡湾干拓地と呼ばれている。また福山市新市街地の多くは、干拓によって作られた土地にできている。埋立地は主に工業用地として、岡山県水島港、広島県福山港・松永湾、香川県坂出市・丸亀市・観音寺市などに造成されている。

(吉田史郎)

## 3.8 活断層

阿讃山地南麓にほぼ東西方向に発達する大小の活断層は、中央構造線活断層系の一部を構成する(活断層研究会、1991)。最も規模の大きい断層は阿波池田を通過する池田断層(岡田、1970、1973)である。これら大小の活断層は新田の段丘面を累積的に変位変形させ、河谷の系統的な右横ずれ変位地形も発達させている。トレンチ調査により、少なくともその一部は歴史時代に(1596年の慶長地震にも?)活動したことが明らかにされた(水野ほか、1993)。

阿讃山地北麓では三豊層群を切る断層があり、普通寺市東方では段丘面を変位させる岡田断層がある(寒川、1973;Sangawa、1978)。

瀬戸内海北岸から中国山地にかけては、北東-南西方向の断層(及びリニアメント)として福山断層・尾道断層・長者ヶ原断層などが認定されており、1)福山層や尾道礫層、2)さらには福山市市街地の露頭では段丘層も切ることから、第四紀に活動した可能性が指摘されている(今村ほか、1967;佃ほか、1982;活断層研究会、1991など)。しかしすでに述べたように、1)の地層に関しては古第三紀にさかのぼる可能性があり、2)の段丘堆積物とされた地層も福山層の礫層を誤認した可能性がある。以上のように、中国地方に発達する北東-南西方向の断層の活動期については、地質の証拠を見直した上での再検討が必要である。

(吉田史郎)

## 4. 鉱床、温泉、石材及び天然記念物(地質・鉱物)

### 4.1 金属鉱床

本図幅地域の主な鉱床を第2表に示す。金属鉱床はキースラガー、鉱脈鉱床及びスカルンの3つのタイプがある。キースラガーは三波川結晶片岩中の層状鉱床が2ヶ所あり、主に銅が採掘された。鉱脈鉱床及びスカルンは舞鶴帯-丹波帯及び高田流紋岩類に挟む堆積岩類と白亜紀深成岩類との接触部に生じている。鉱床を生じる白亜紀深成岩類は花崗岩類Ⅲ(Gr3)に限られ、花崗岩類Ⅰと花崗岩類Ⅱには金属鉱床を伴わない。鉱脈鉱床及びスカルン鉱床は銅鉛亜鉛硫化物または鉄マンガン重石を稼行対象とした鉱床が多い。このほか金・銀・モリブデン・錫・アンチモン・砒素を少量産した。本図幅地域の金属鉱床で現在も稼行している鉱山はない。

### 4.2 非金属鉱床

本図幅地域の非金属鉱床にはベグマタイトの石英、閃長岩の曹長石と正長石、丹波帯の堆積岩コンプレックスに含まれる石灰石、及び古第三紀堆積岩の泥岩-凝灰岩が粘土(ペントナイト)化したものがある。

### 4.3 温泉

本図幅地域の主な温泉を第3表に示す。地質図では泉温が25℃以上のものと、25℃未満のものに分けて示した。瀬戸内海周辺地域では25℃以上の温泉の多くが1000m前後の深井戸によるもので、それを除くと地表付近で温度の高い泉源は少ない。泉源は白亜紀深成岩類の裂かによるものが多く、泉質は放射能泉とナトリウム・カルシウム塩化物泉が多い。

### 4.4 石材

本図幅地域で採掘されている石材はすべて深成岩類で、その大部分は白亜紀の花崗岩であるが、一部では閃緑岩や、夜久野コンプレックスの斑れい岩が採掘対象になっている。石材は産地の銘柄と呼ばれ、本図幅地域内では北木石(岡山県笠岡市北木島)、白石島みかげ(岡山県笠岡市白石島)、矢掛石(岡山県小田郡矢掛町・美星町)、赤坂石(広島県福山市赤坂町)、青木石(香川県丸亀市広島町青木)、大島石(愛媛県越智郡大島北部)が採掘されている。これらは主に墓石や石塔に加工されるが、石垣、外構、造園にも用いられる。

### 4.5 天然記念物

藩木(1992)によると本図幅地域内には国指定の天然記念物(地質・鉱物)として以下の4件(5ヶ所)が指定されている。いずれも白亜紀深成岩類の生成や風化の特徴を示すものである。

象岩 岡山県倉敷市下津井六口島の西海岸に露出する。花崗岩(Gr2)が風化して花崗岩中の節理に沿って浸食されて自然に象のような形になったもの。昭和7年指定。

白石島の鎧岩 岡山県笠岡市白石島中央の鬼が城山に露出する。「鎧岩」は花崗岩 (Gr3) に貫入したアブライト岩脈で、岩脈の上盤の花崗岩が風化で無くなり、縦横の節理が直角に交差したアブライト岩脈が露出しており、方形の節理が鎧の小ざねのように見える。二か所に露出しており、いずれも走向は北東-南西で、南東に40度傾斜。昭和17年指定。

久井・矢野の岩海 久井の岩海は広島県御調郡久井町吉田字船岩尻の宇根山南東斜面に、径1-7mの岩塊が帯状になって谷底を埋めている。最大幅65m・長さ550m。斑状細粒花崗閃緑岩 (Gd3) の山は岩石が節理に沿って風化しているが、節理と節理の間の部分は堅い岩のままである (コアストーン)。岩海はコアストーンが剥離・落下して土壌とともに谷底にたまった混合堆積物のうち、土壌部分が沢の水流で流失して、岩が露出し重なり合っただけの傾斜の谷間を埋めたものである。昭和39年指定。

矢野の岩海は広島県甲奴郡上下町矢野温泉東方の谷に、幅30m、全長100mの規模で径2-8mの巨大な岩塊が重なり合っている。この岩石は中-粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gr3) である。昭和39年指定。

球状ノライト 香川県観音寺市伊吹町門上島の海岸に露出する。門上島は全島が斑れい岩 (Gb) からなり、その一部に球状岩を含む岩相がある。露頭では球状岩の断面が見られ、白色の斜長石の環と黒紫色の紫蘇輝石の環が同心円の縞模様になっている。また白色縞の斜長石が放射状になって、菊の花のように見えるものもある。球類は最大直径8cmに達する。昭和9年指定。

(巖谷敏光・松浦浩久)

## 5. 重力異常

重力データは以下の要領で編集を行った。編集面積は約7,200km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は約1,600点である。今回の編集域については西南日本重力編集グループ (1994) による日本列島中央部の重力異常図 (縮尺:1/70万) や駒澤ほか (1999) による日本重力図 (縮尺:1/100万) で広域図として公表しており、今回もその資料を踏襲した。資料としては、建設省国土地理院の閲覧資料のほか、名古屋大学、愛媛大学及び岡山理科大学の未公表データ、更に、岡山県の児島湾干拓地の重力調査データ (瀬谷, 1959a, 1959b) である。今回編集に用いたデータはラコスト重力計のほかノースアメリカン重力計やウォルドン重力計で取得されているが、変換定数検定を行っており絶対重力値に変換する際の種々の問題は生じていない。測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975 (IGSN75) (鈴木, 1976) に準拠させて決定した。地形補正は、地形を球面効果による沈み込みを考慮した方法 (地質調査所重力探査グループ, 1989) により実施した。地形データは、陸域は建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報KS-110の250mメッシュデータを用いた。

本図幅地域には花崗岩を主体とする基盤岩、一部には流紋岩及びデイサイトで構成される火山岩、第四紀沖積平野などが分布し表層密度はバラエティーに富むと考えられるので、プーゲー異常 (重力異常) の仮定密度 (補正密度) は、平均的な2.3g/cm<sup>3</sup>を採用した。

重力異常は概ね正值の領域が占めており、広範な基盤岩の分布と整合している。負値の領域が、本図幅北西の府中市北西方10km周辺に見られ、ペルム紀舞鶴帯に閉まれた白亜紀後期花崗岩 (Gr3) の分布に対応している。これはペルム紀舞鶴帯には密度の大きな玄武岩 (Mb) や斑れい岩類 (Mg) を含むために、白亜紀花崗岩類が相対的に軽い岩体として表現されたと考えられる。

地表地質との対応がよく判るように上方接続残差図を示す (第4図)。深部構造による重力異常は2kmの上方接続値により除去したため、深度1km程度までの構造が抽出されているものである。負値には横線で陰を付けて表示してある。瀬戸内海より北側では、正の残差異常域はペルム紀舞鶴帯の分布と調和的であり高密度の基盤岩を構成していることが判る。一方、四国側では、いわゆる新期領家深成岩の花崗岩 (Gr2) や三波川帯の変成岩の分布域は正值を示すのに対し、和泉層群の堆積岩の分布域が負値を示しており、広域的に地層区分と密度の大きさには相関があることが判る。

(澤澤正夫・広島俊男)

## Geology of the 1:200,000 Okayama and Marugame Quadrangle

The 1:200,000 Okayama and Marugame quadrangle is located in the central part of the Seto Inland Sea area, southwest Japan. EW-trending Median Tectonic Line (MLT) separates this area into the Inner Zone on the north and the Outer Zone on the south.

Maizuru Belt (Permian mudstone and ophiolite), the Ultra-Tanba Belt (Permian sedimentary complex), and the Tanba Belt (Jurassic sedimentary complex) lie in the Inner Zone from the north to the south. Late Cretaceous plutonic rocks and associated felsic pyroclastic rocks obscure this zonal structure. Late Cretaceous plutonic rocks are classified into cumulates (gabbros) and intrusive rocks (granitic rocks). Granitic rocks are subdivided into the three groups I, II and III on the basis of their texture and contact relationships. The Granitic Rocks I are foliated with lenticular enclaves and locally accompanied with sillimanite gneiss of the Ryoke Metamorphic Rocks. The Granitic Rocks II show weak foliation. The Granitic Rocks III are massive and intruded into the Permian to Jurassic tectonic belts.

The Late Cretaceous Izumi Group rests unconformably on the Late Cretaceous granitic rocks II. This Group comprises marine sediments infilling a synsedimentary strike-slip basin developed along the Median Tectonic Line.

In the Outer Zone, pelitic and mafic schists of the Sambagawa Belt extend from east to west in direct contact with the Izumi Group.

Paleogene non-marine sedimentary rocks and Neogene marine sedimentary rocks occur in small areas in the northern areas of the quadrangle.

Quaternary sediments constitute coastal plains, tectonic basins developed along the MTL and small areas of the Chugoku Mountains.

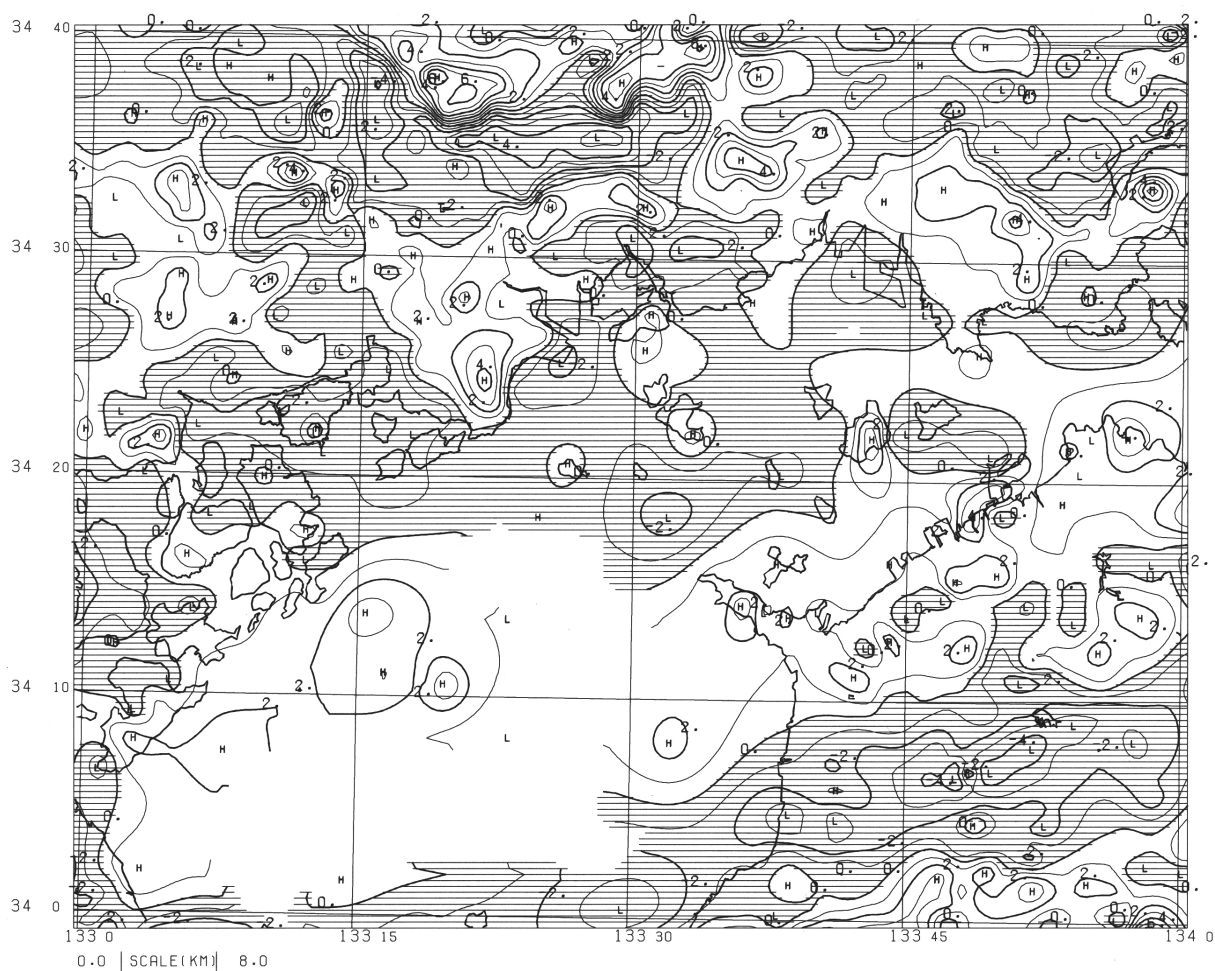
第2表 「岡山及丸亀」地域内の主要鉱床

鉱床型・鉱山名	所在地	鉱床母岩	鉱石鉱物
キースラガー 三好鉱山 三縄鉱山	徳島県三好郡三加茂町 徳島県三好郡池田町	三波川結晶片岩 三波川結晶片岩	Py, Cp Py, Cp, Po, Mgt
鉱脈鉱床 帯江鉱山 三吉都窪鉱山 吉備鉱山 井原経ヶ丸鉱山 弥高鉱山 日吉鉱山 甲山鉱山 瀬戸田鉱山 南生口鉱山	岡山県倉敷市中庄 岡山県倉敷市西坂 岡山県吉備郡真備町 岡山県井原市 岡山県小田郡矢掛町 岡山県井原市北山・池の内 広島県福山市加茂町 広島県豊田郡瀬戸田町生口島 広島県豊田郡瀬戸田町生口島	丹波帯の堆積岩 花崗岩・花崗斑岩 舞鶴帯・花崗岩 舞鶴帯・花崗岩 白亜紀火山岩 舞鶴帯の火山岩 舞鶴帯の堆積岩 丹波帯の堆積岩 丹波帯の堆積岩	Cp, Py, Po, Gn, Sph, Arg Wf, Cp, Bn, Cc, Cv, Py, Asp, Mo, Cas Wf, Mo, Py, Cp Wf, Cp, Asp Cp, Cc, Sph, Py, Asp, Po Cp, Asp, Sph, Gn, Po Au, Arg, Pyr, Nau, Py, Stb, Asp, Brt, Crg Wf, Bn, Cp, Tet, Wt, Std, Mw, Cas Mo, Py, Cp, Asp, Sph, Wf
スカルン 神武三原鉱山	広島県三原市宗郷町	丹波帯の堆積岩	Cp, Bn, Mgt, Asp, Po, Sph, Gn, Fl
バグマタイト・閃長岩 笠岡鉱山 茂浦鉱山	岡山県笠岡市田頭 香川県丸亀市広島町茂浦	閃長岩 花崗岩	曹長石, 正長石 石英
堆積鉱床 弓削鉱山 (笠岡-井原粘土鉱床)	愛媛県越智郡弓削町 岡山県笠岡市, 井原市	丹波帯の堆積岩 古第三紀堆積岩類	石灰石 粘土 (ベントナイト)

Py; 黄鉄鉱 Cp; 黄銅鉱 Po; 磁硫鉄鉱 Gn; 方鉛鉱 Sph; 閃亜鉛鉱 Wf; 鉄マンガン重石 Bn; 斑銅鉱 Cc; 輝銅鉱 Cv; 銅藍 Asp; 硫砒鉄鉱 Bi; 蒼鉛 Mo; 輝水鉛鉱 Cas; 錫石 Au; 金 Arg; 輝銀鉱 Pyr; 濃紅銀鉱 Nau; ナウマン鉱 Stb; 輝安鉱 Brt; ベルチエ鉱 Crg; 角銀鉱 Tet; 四面銅鉱 El; エレクトラム Mgt; 磁鉄鉱 Fl; 螢石 Cb; キューバ鉱

第3表 「岡山及丸亀」地域内の温泉

温泉名	所在地	泉温	泉質
大福温泉	岡山県岡山市	28.0度	含鉄(II)・弱放射線-ナトリウム・カルシウム-塩化物泉
怒塚山温泉	岡山県岡山市	18.9度	単純温泉
瀬戸大橋温泉	岡山県倉敷市	30.0度	ナトリウム-塩化物泉
倉敷王子が岳温泉	岡山県倉敷市	30.0度	放射能-カルシウム・ナトリウム-塩化物泉
鷲羽山吹上温泉	岡山県倉敷市	20.3度	単純放射能泉
由加温泉	岡山県倉敷市	17.9度	単純弱放射能泉
瀬戸大橋たまの温泉	岡山県玉野市	30度	ナトリウム・カルシウム-塩化物泉
遙照山温泉	岡山県浅口郡金光町	21.0度	単純放射能泉
井原温泉	岡山県井原市	18.0度	単純硫黄泉
本郷温泉	広島県福山市	11.0度	放射能泉
神勝寺温泉	広島県沼隈郡沼隈町	20.5度	単純弱放射能泉
養老温泉	広島県尾道市	17.0度	単純弱放射能泉
仏通寺温泉	広島県三原市	15.0度	単純放射能泉
みはらし温泉	広島県玉原市	45.1度	ナトリウム・カルシウム塩化物泉
甲山温泉	広島県世羅郡甲山町	16.0度	単純弱放射能泉
矢野温泉	広島県安芸郡上下町	30度	単純弱放射能冷鉱泉
湯元さぬき瀬戸大橋温泉	香川県坂出市	23度	単純弱放射能泉
城山温泉	香川県坂出市	18度	
こんびら温泉	香川県仲多度郡琴平町	18度	カルシウム・ナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉
白地温泉	徳島県三好郡池田町	15度	カルシウム・硫酸塩泉



第4図 重力残差図

2km 上方接続残差. 負値には, 影をつけて表示. コンター間隔は 1mgal (ミリガル).